REFLEXION DE LA LUMIERE SOLAIRE PAR LES MATERIAUX MINERAUX : QUELQUES ELEMENTS

Bernard CERVELLE

RESUME

L'intensité de la lumière solaire réfléchie par chaque pixel de sol terrestre, pour différentes longueurs d'onde du spectre visible et IR, est à la base de l'information qui parvient aux capteurs des satellites de télédétection en mode passif.

La principale propriété intrinsèque qui contrôle le signal réfléchi vers le capteur est la somme pondérée des absorptions optiques des matériaux qui composent le sol, la végétation et les roches. Cette absorption dépend pour l'essentiel de leur nature cristallochimique : teneurs, valences et coordinations des métaux de transition (Fe II, Fe III, Cu, etc...), fréquence de vibrations des molécules (eau, groupements hydroxyles, carbonatés, silicatés, etc...).

Le deuxième facteur dominant est l'état morphologique de la surface, à l'échelle ponctuelle (granulométrie, rugosité, microrelief). En effet, la micromorphologie d'une surface influe de façon prépondérante sur ses propriétés de rétrodiffusion.. Un exemple simple, celui de H_2O, illustre le phénomène : selon que ce corps chimique est sous forme d'eau -dont la surface est un miroir soumis aux lois de la réflexion spéculaire (lois de Fresnel) - ou de neige - dont la superficie est une poudre obéissant aux lois de la réflexion diffuse (théorie de Kubelka-Munk)-, ce matériau fournit des images de télédétection soit très foncées (la mer), soit très claires (la neige). Pourtant, cristaux de neige et eau ont des propriétés optiques intrinsèques assez voisines dans le spectre visible. La règle de Rayleigh discrimine très bien ces différents comportements.

L'étude des données spectrales transmises par les satellites permet donc, en principe, de différencier les matériaux d'un pixel, supposé homogène, selon la forme de leur courbe de réflectance, et d'apprécier leur état de surface grâce à l'examen de leur valeur moyenne de réflectance diffuse.

Dans la pratique, l'interdépendance de tous ces phénomènes conduit à devoir résoudre un problème comportant quelques données satellitaires et de nombreux paramètres inconnus au sol et dans l'atmosphère. En général, ce problème se complique encore du fait de l'hétérogénéité des matériaux contenus dans un même pixel, surtout si le capteur privilégie la résolution spectrale aux dépens de sa résolution spatiale.

L'analyse statistique des données spatiales actuelles est ainsi le meilleur moyen d'en tirer profit pour la cartographie, en prenant en compte non seulement la radiométrie des images, mais également les éléments de morphologie qu'elles contiennent.

I. INTRODUCTION

Les principaux matériaux de la surface terrestre susceptibles de réfléchir la lumière solaire vers les satellites de télédétection sont l'eau et sa forme cristallisée, neige ou glace, la végétation, composée de matière cellulosique et de pigments, enfin les roches et les sols, assemblages plus ou moins cohérents de minéraux.

Pour un éclairement donné (longueur d'onde, direction, irradiance), l'intensité de la réflexion au niveau du sol dépend donc, en premier lieu, de la composition chimique du matériau réflecteur. Le deuxième facteur essentiel qui contrôle cette réflexion est la morphologie de la surface, à l'échelle du relief, en général, mais aussi à l'échelle de la rugosité, c'est-à-dire de la micromorphologie de cette surface.

Nous envisagerons ici l'influence de la micromorphologie et de la nature chimique d'une surface sur ce que l'on convient d'appeler "signature spectrale" d'objets minéraux présents à la superficie de la Terre, ceci pour des longueurs d'onde du domaine visible et infrarouge du spectre solaire.

II. REFLEXION SPECULAIRE ET REFLEXION DIFFUSE

II.1. Transition réflexion spéculaire-réflexion diffuse

La distinction entre réflexion diffuse et réflexion spéculaire n'est pas liée aux propriétés chimiques d'une surface réfléchissante, mais à sa morphologie, envisagée à une échelle comparable à la longueur d'onde d'observation.

Un exemple simple permet d'illustrer cette dichotomie : l'*eau*, H_2O, sous forme liquide, est un *miroir* plan se comportant de façon *spéculaire* vis-à-vis de la lumière visible.

Son équivalent cristallisé, la *neige*, qui possède pourtant les mêmes propriétés optiques dans le domaine visible, est une *poudre* qui réfléchit de façon *diffuse* la lumière.

Or, tout télédétecteur a constaté, sur une image SPOT, que la mer est très sombre, donc de réflexion spéculaire très faible, alors que la neige est d'un blanc éclatant, donc de réflexion diffuse très élevée. Réflexions spéculaire et diffuse sont deux phénomènes séparés par une règle empirique définissant

les conditions morphologiques de la transition surface lisse (miroir spéculaire) ↦> surface rugueuse (poudre diffusante). Cette règle, couramment appelée *critère de Rayleigh*, s'écrit comme suit :

$d = \frac{\lambda}{8 \cos \theta}$, relation dans laquelle :

- d est le diamètre moyen des particules constituant le matériau, ou de ses irrégularités de surface.
- λ la longueur d'onde de lumière, et
- θ l'angle d'incidence.

A titre d'exemple, la *transition lisse/rugueux* intervient pour d⇏0,1 µm, sous incidence sub-normale en lumière visible (SPOT), et pour d ⇏ 3 cm pour une onde radar en bande L (easat).

Si $d < \frac{\lambda}{8 \cos \theta}$, la surface réfléchit spéculairement,

Si $d > \frac{\lambda}{8 \cos \theta}$, la réflexion est diffuse.

II.2. Lois de la réflexion spéculaire (simplifiées)

Pour simplifier, nous restreignons le formalisme au cas d'une lumière sous incidence normale ($\cos \theta = 1$).

La *réflexion spéculaire* R_S est donnée par la *relation de Fresnel :*

$$R_S = \frac{(n - N)^2 + k^2}{(n + N)^2 + k^2}$$

relation dans laquelle n et k sont respectivement l'indice de réfraction et le coefficient d'absorption du matériau reflecteur. Le coefficient k est défini en transmission par la loi de Beer-Lambert :

$I = I_O \exp(- 4 \Pi \frac{k d}{\lambda_O})$, avec λ_O = longueur d'onde dans le vide, d = épaisseur de matériau traversé, I et I_O = intensités respectivement transmise et incidente. Dans la relation de Fresnel, N est l'indice de réfraction du milieu dans lequel le matériau se trouve immergé ; en télédétection terrestre, c'est de l'air : N = 1.

La relation de Fresnel indique que R_S *augmente avec l'indice de réfraction* - un *diamant* est plus "brillant" que du verre - et *avec le coefficient d'absorption* - un *métal poli* est plus réfléchissant qu'une lame de quartz.

La réflexion spéculaire est donc prépondérante pour les matériaux fortement absorbants, quand ils sont polis (oxydes, sulfures, métaux).

A l'inverse, R_s esr très faible pour les matériaux transparents ($k \not\Rightarrow o$). Appliquée au cas de l'eau (n = 1,33), la relation de Fresnel se simplifie :

$$R_s = \frac{(n-1)^2}{(n+1)^2} \text{ , ce qui entraîne } R_s^{eau} = 0{,}02 \text{ soit } 2\ \%.$$

Cette très faible valeur explique pourquoi une surface d'eau calme apparaît très sombre sur une image de télédétection. Notons enfin que la réflexion spéculaire ne suppose pas de pénétration de la lumière dans le matériau, que c'est un phénomène directionnel, pour lequel l'angle de réflexion θ_r est égal à l'angle d'incidence θ_i. Une seul direction, telle que $\theta_r = \theta_i$, permet de recevoir le faisceau réfléchi spéculairement.

II.3. Lois de la réflexion diffuse (simplifiées)

Les lois de la réflexion diffuse découlent d'un traitement empirique. Le plus connu est celui de Kubelka et Munk : il présente l'avantage d'être relativement simple.

II.3.1. Théorie de Kubelka -Munk

La *réflexion diffuse*, qui intervient dès lors que le diamètre moyen d des particules - ou des irrégularités - composant la surface, est supérieur à $\frac{\lambda}{8 \cos \theta}$, est une quantité dont l'expression mathématique repose sur un *traitement statistique*.

L'hypothèse fondamentale est la loi de Lambert, qui suppose que l'intensité I du rayonnement diffusé par une surface rugueuse d'un matériau faiblement absorbant est :

$$I = \left(\frac{I_o}{}\right) \cos \theta_i \,.\, \cos \theta_r$$

où I_o et I sont les intensités respectivement incidente et réfléchie, θ_i l'angle d'incidence et θ_r l'angle de réflexion.

Cette relation a été vérifiée expérimentalement dans ses conséquences, tout au moins pour des angles θ_i et θ_r inférieurs à 30°, et pour des matériaux peu absorbants. Les surfaces répondant à ce critère sont dites lambertiennes. Cela signifie que le rayonnement rétrodiffusé est distribué symétriquement par rapport à un axe perpendiculaire à la surface, quelque soit l'angle d'incidence.

L'indicatrice de réflexion diffuse est donc une sphère, et la radiation diffusée est *non polarisée*, quel que soit l'état de polarisation du rayon incident. La réflexion diffuse est un phénomène *multi directionnel*, à l'inverse de la réflexion spéculaire.

Le traitement statistique de la réflexion diffuse R_d aboutit à la relation suivante :

$\frac{(1-R_d)^2}{2R_d} = \frac{k'}{s}$ (relation de Kubelka-Munk) où R_d est la réflectance diffuse, pour une longueur d'onde donnée, d'une couche épaisse de particules d'un matériau, k' un coefficient dépendant de l'absorbance de ce matériau et s un coefficient de diffusion.

On entend par couche épaisse celle qui ne laisse pas passer de lumière au travers d'elle. Cette condition est pratiquement remplie pour des épaisseurs de 1 à 2 mm de poudre de granulométrie comprise entre 10 et 40 μm, par exemple.

La grandeur $\frac{(1-R_d)^2}{2R_d}$ est souvent notée f (R) ou f (R_d), ou f (KM) et est appelée *fonction de rémission ou de Kubelka-Munk.*

En prenant le logarithme de cette fonction, on obtient :

$\log f(R_d) = \log k' - \log s$

L'expérience a montré que, pour des particules de diamètre d supérieur à deux fois la longueur d'onde d'étude (d > 2 μm pour le domaine visible), s était un paramètre indépendant de , mais dépendant de la granulométrie.

Dans ces conditions, étant donné que k' dépend directement de l'absorbance du matériau, le graphe du logarithme de la fonction de Kubelka-Munk en fonction de λ correspond au spectre d'absorbance du matériau déterminé par transmission, à un déplacement d'ordonnée près (- log s).

Pour des matériaux constitués de *particules très fines* $\left(\frac{\lambda}{8\cos\theta} < d < 2\lambda\right)$, telles que poussières, aérosols,..., le coefficient de diffusion s suit les lois de la *diffusion Rayleigh*, avec dépendance en λ^{-4}. La théorie la plus couramment utilisée est alors celle de Mie. Cette diffusion par des aérosols est très importante en télédétection, car elle conditionne les phénomènes de transmission de la lumière solaire, incidente et réfléchie, au travers de l'atmosphère. Son étude sort du cadre de cet exposé.

La *théorie de Kubelka-Munk*, qui se vérifie très bien pour des matériaux relativement peu absorbants, est de loin la plus largement utilisée, aussi bien par les chimistes que par les minéralogistes. Elle présente cependant l'inconvénient de ne pas relier clairement la réflectance diffuse aux constantes optiques du matériau : que sont k' et s, par exemple, par rapport au coefficient d'absorption k, à l'indice de réfraction n, enfin à la granulométrie (ou " rugosité") d. Pour répondre à ces questions, Simmons a proposé un autre traitement qui ne contredit pas celui de Kubelka-Munk, mais le précise.

Simmons a déterminé des équations à partir d'un modèle de matériau composé de grains de poudre de granulométrie uniforme et de morphologie sphérique. Il obtient :

(relation de Simmons)

$$R_d = \exp\left(-2n\left(\frac{kxd}{''}\right)\frac{1}{2}\right)$$ (relation de Simmons)

où n et k sont les deux constantes optiques (indice de réfraction et coefficient d'absorption défini selon la loi de Beer-Lambert) et d le diamètre des particules.

Combiné à la fonction de Kubelka-Munk, le formalisme de Simmons conduit à :

$$f(R_d) = \frac{(1 - R_d)^2}{2R_d} = \frac{k'}{s} = 2n^2 \frac{k \times d}{3}$$

On en tire :

$$s = d^{-1} \text{ et } k' = \frac{2n^2 k}{3}$$

Des mesures de k par plusieurs méthodes directes (en transmission) et indirectes (en diffusion) ont confirmé la validité de ces relations.

En reprenant notre exemple initial du matériau H_2O, sous sa forme neige, agglomérat de cristaux réguliers, on peut déterminer la réflectance diffuse d'un champ de neige grâce à la relation de Simmons. Avec d ⇏0,1 cm, k ⇏ 0,002 cm^{-1}, n = 1,33, le calcul conduit à R_d = 0,97, soit 97 %. Cette valeur élevée explique la très forte luminosité des surfaces neigeuses en télédétection, de même que la relation de Fresnel expliquait la très faible réflectance - spéculaire - d'une surface d'eau, le matériau ayant pourtant pratiquement les mêmes propriétés optiques intrinsèques dans les deux cas.

II.3.2. Influence des différents paramètres sur la réflectance diffuse

II.3.2.1. Indice de réfraction et coefficient d'absorption

La relation de Simmons montre clairement que la réflectance diffuse R_d diminue quand le coefficient d'absorption et/ou l'indice de réfraction augmente. Un bon écran diffuseur est donc constitué de particules transparentes et de faible indice de réfraction.

R_d varie donc aussi à l'inverse de la réflectance spéculaire R_s, comme nous l'avons vu dans le cas de H_2O. Notons aussi que la réflexion diffuse implique une pénétration de la lumière dans le matériau ; le spectre de réflectance diffuse est donc équivalent au spectre de transmission acquis sur une lame mince du même matériau.

II.3.2.2. Coefficient de diffusion en fonction de la longueur d'onde

La formulation de la fonction de Kubelka et Munk néglige l'influence de la longueur d'onde sur le coefficient de diffusion. On peut cependant l'introduire ainsi (R.V. Morris et al., 1982) :

$$s = c.\,\lambda^{-p}$$

où le paramètre c est une constante et l'exposant p tel que : o <p<4. La valeur n = 4 correspond à la diffusion Rayleigh qui s'applique au cas où la taille des particules diffusantes est petite, (cas des aérosols), par rapport à la longueur d'onde, et la valeur p = 0 au cas inverse. En utilisant l'équation précédente, la formulation de la fonction f(R) devient :

$$f(R) = \left(\frac{k}{c}\right) \bullet \lambda^p$$

a) *Hypothèse où la diffusion est indépendante de* λ (p = 0). C'est le cas où la théorie de Kubelka-Munk s'applique correctement.

La relation précédente se réduit à :

$$f(R) = \frac{k}{c}.$$

Pour des granulométries différentes (c varie à l'inverse de la taille des particules) de la même poudre (k constant), on doit observer que :

- La réflectance croît lorsque la taille d des particules décroît, corrélativement à la distance parcourue par la lumière dans les particules ;
- Il n'y a pas de relation linéaire entre la réflectance R_d et k/c ;
- La position des bandes éventuelles est identiques pour toutes les granulométries.

b) *Hypothèse où la diffusion est dépendante de* λ.

La relation de Kubelka-Munk s'écrit :

$$f(R) = \frac{(1 - R_d)^2}{2 R_d} = \frac{k}{c} \bullet \lambda^p$$

Considérons un milieu hypothétique tel que k(λ) = constante, c'est-à-dire dont le coefficient d'absorption ne dépends pas de la longueur d'onde. On a, en dérivant la relation ci-dessus (avec R_d = R pour simplifier l'écriture):

$$\frac{df(R)}{dR} = - \left[\frac{(1-R^2)}{2R^2}\right]$$

$$\frac{df(R)}{d\lambda} = \frac{k}{c} \bullet p \bullet \lambda^{p-1}$$

$$\frac{dR}{d\lambda} = - \frac{2R^2}{(1-R^2)} \bullet \frac{k}{c} \bullet p \bullet \lambda^{p-1}$$

Dans les limites physiques permises, $\frac{dR}{d\lambda}$ est < 0. Ainsi, pour un matériau hypothétique présentant un coefficient d'absorption k tel k(λ) = csnte (spectre k "plat"), le spectre de réflectance, du seul fait du coefficient de diffusion, présenterait une pente négative.

En combinant les deux hypothèses a) et b), on constate:

- Une pente *négative* des spectres de l'hypothèse b) par rapport aux spectres de l'hypothèse a).
- Un *déplacement apparent des bandes d'absorption*, et donc de réflexion, vers les grandes longueurs pour les spectres b) par rapport aux spectres a). Le calcul, montre f sur des exemples précis, que ce déplacement peut atteindre 10 à 40 mm pour des bandes à 0,9 et 1,8 µm avec l'exposant p = 2, ceci du seul fait de l'effet de la variation du coefficients avec la longueur d'onde.

En pratique, on admet que le coefficient de diffusion est indépendant de la longueur d'onde si le diamètre des particules est supérieur à deux fois la longueur d'onde incidente ; appliquée au domaine spectral 0.4-2.5 µm, l'approximation implique un diamètre des particules supérieur à 5 µm. Lorsque cette condition est remplie, les effets dus aux variations de granulométrie sont limités aux observations faites dans l'hypothèse f a). C'est heureusement le cas pour la plupart des rugosités de la surface terrestre observée par télédétection. Néanmoins, l'effet doit être gardé en mémoire,, en particulier pour les argiles et les sols en général.

II.3.2.3. Coefficient de diffusion en fonction de la granulométrie

La variation du coefficient de diffusion s en fonction de la granulométrie a été étudiée expérimentalement. Il est bien connu que lorsque l'on broie un minéral, la poudre obtenue s'éclaircit quand la granulométrie diminue. Simultanément, la couleur, si le minéral est coloré, s'estompe. En effet, s varie à l'inverse de d, comme l'a montré Simmons ($s = d^{-1}$).

Les spectres de deux poudres du même minéral peu absorbant mais de granulométries différentes seront décalés l'un par rapport à l'autre selon l'ordonnée, décalage correspondant à une différence de valeur de s. Simultanément, les spectres auront tendance à s'aplatir lorsque la granulométrie diminue.

II.3.2.4. Influence de l'absorption du milieu diffusant

La théorie de Kubelka-Munk n'est rigoureusement valable que lorsque l'absorbance du milieu diffusant est faible, parce qu'elle ne prend pas en compte la composante spéculaire R_s de la réflexion diffuse.

En effet, dans le domaine de longueur d'onde où l'absorption k est forte, par exemple au maximum d'une bande d'absorption, la réflectance spéculaire :

$Rs = \dfrac{(n-1)^2 + k^2}{(n+1)^2 + k^2}$ (relation de Fresnel) n'est plus négligeable, et la réflectance diffuse au sens strict :

$R_d = \exp[-2n (kd/3)^{1/2}]$ (Simmons) diminue.

La réflexion diffuse au sens large, résultant de la combinaison des deux phénomènes, suit donc d'autant moins la loi de Kubelka-Munk que k est élevé. La part de R_s qui s'ajoute à R_d dans les zones de plus forte absorption compense partiellement la diminution de R_d. Cela se traduit sur les spectres par une moins bonne résolution, les courbes ayant tendance à s'aplatir.

II.4. Conclusions sur les contributions spéculaire et diffuse de la réflectance des sols

Dans la pratique, *réflexion spéculaire et réflexion diffuse coexistent* dans le phénomène de rétrodiffusion de la lumière solaire par les matériaux terrestres.

Par exemple, les lamelles de mica d'un granite frais alimentent le signal plutôt en composante spéculaire, les grains de feldspath plutôt en composante diffuse.

La *granulométrie* des matériaux et les *rugosités* de surface influent, non seulement pour *modifier le signal* pour une longueur d'onde donnée, mais aussi pour *déplacer les maximums* et les minimums d'un spectre de réflectance diffuse.

En corollaire, l'attribution des événements - *maxima, minima*, épaulements, points d'inflexion - d'un spectre à un minéral ou à un élément chimique est délicate, parce que la micromorphologie de la surface contribue de façon non négligeable au positionnement de ces événements par rapport à la longueur. d'onde.

Dans l'état actuel des techniques, on peut s'attendre à ne pouvoir détecter que des faits cristallochimiques ou lithologiques majeurs : minéraux en grande proportion, éléments chimiques à teneurs élevées, signatures spectrales très marquées, pixels d'une très grande homogénéité minéralogique, rugosité et microrelief régulier, etc...

A côté de la micromorphologie de la surface, l'autre grand paramètre qui contrôle la réflectance des surfaces minérales est leur *composition chimique*, par l'intermédiaire de leur absorption optique.

III. VARIATION DE LA REFLECTANCE VIS-IR DES SURFACES MINERALES EN FONCTION DE LEUR COMPOSITION CHIMIQUE

Toutes les relations exprimant la réflectance, spéculaire ou diffuse, d'une surface font intervenir de manière prépondérante le *coefficient d'absorption* k du ou des matériaux constituants cette surface.

Or k peut varier extrêmement rapidement en fonction de la longueur d'onde d'observation. C'est donc ce paramètre qui sera le principal contrôleur des signatures spectrales grâce auxquelles les télédétecteurs cherchent à identifier, ou tout au moins à discriminer, les composants des surfaces observées.

Comment le coefficient d'absorption k des matériaux minéraux est-il relié à leur composition chimique et à leur structure cristalline ? Pour répondre à cette question, il est nécessaire de considérer séparément les différents domaines spectraux.

L'absorption optique peut en effet être soit d'origine électronique, traduisant une absorption d'énergie lumineuse par déplacements d'électrons, essentiellement dans le domaine ultraviolet (UV), visible (VIS) et proche infrarouge (PIR) ; soit d'origine vibrationnelle, l'énergie lumineuse étant absorbée par les vibrations de groupements moléculaires entrant en résonance avec les vibrations lumineuses. Ce deuxième type d'absorption optique intervient, pour ce qui concerne les domaines spectraux utilisés en

télédétection, pour des énergies du moyen infrarouge (MIR) et de l'infrarouge thermique (TIR).

III.1. Absorption optique d'origine électronique

Dans le domaine VIS-PIR utilisé par les satellites de télédétection, on peut grossièrement distinguer trois types d'absorption résultant du déplacement d'électrons.

III.1.1. Transitions d'électrons de la bande de valence à la bande de conduction. (absorption métallique)

Les électrons entourant certains atomes étant très peu liés au noyau, l'énergie lumineuse suffit à les faire passer de la couche électronique externe de l'atome vers un état où ils sont totalement libres, délocalisés. Les matériaux contenant ce types d'atomes sont donc de bons conducteurs électriques : ce sont les métaux, caractérisés par une très forte *absorption métallique* sur la totalité du domaine spectral considéré.

Ces matériaux sont opaques, même en lame mince, leur réflectance diffuse est très faible, leur réflectance spéculaire - s'ils sont polis, ce qui est rare dans la nature - est très élevée.

A la surface de la Terre, les métaux sont pour la plupart oxydés (oxydes) ou sulfurés (sulfures), ces produits plus complexes étant soumis, pour l'essentiel, à un deuxième type d'absorption, dite par "transfert de charges".

III.1.2. Absorption optique par transfert de charges (UV-VIS)

Les transferts d'électrons entre atomes (cation -> cation ou cation -> anion), dits *transferts de charge* (TC), nécessitent des énergies lumineuses plus élevées. Ils sont donc à l'origine de bandes d'absorption intenses centrées dans l'UV. Ils intéressent cependant la télédétection, car le flanc de plus basse énergie des bandes de TC empiète souvent sur le domaine visible, de sorte que la *réflectance diffuse*, inversement proportionnelle à l'absorption, des matériaux soumis aux TC *augmente* quand on progresse de la partie *bleue vers la partie rouge* du spectre visible.

III.1.3. Absorption optique par transitions électroniques intra-atomiques (absorption sélective : VIS-PIR)

A l'intérieur d'un atome, les électrons peuvent se trouver sur différents niveaux d'énergie, c'est-à-dire se situer sur différentes couches électroniques plus ou moins éloignées du noyau, selon des règles strictes dites règles de sélection. En l'absence de lumière, les électrons sont sur leur niveaux de base, au repos.

Sous l'influence d'une énergie lumineuse $\frac{hc}{\lambda}$, ils peuvent changer de niveau et passer, selon certaines règles, du niveau de base à un niveau excité séparé du précédent par une énergie E. Pour les longueurs d'onde pour lesquelles $E = \frac{h\,c}{\lambda}$, l'énergie de la lumière incidente est alors absorbée (*absorption*

sélective). Il se trouve que les atomes pour lesquels $E = \frac{hc}{\lambda}$, λ appartenant aux domaines VIS ou PIR utilisés en télédétection, sont les éléments de transition du tableau de Mendeleiev (structure électronique 3 d) et les terres rares (lanthanides, structure électronique 4 f).

Les terres rares sont en faible proportion à la surface de la Terre, et leurs bandes d'absorption sont assez étroites : elles influent donc peu sur les signatures spectrales des roches qui les contiennent. Par contre, les éléments de transition (Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu) sont beaucoup plus fréquents. Dans le domaine VIS-PIR, ils provoquent des bandes d'absorption qui se surperposent au flanc de basse énergie des grandes bandes de TC. Parmi ces métaux de transition, le fer est présent en proportion de 80 % dans la croûte terrestre. Ainsi, le *fer*, sous toutes ses formes et sous toutes ses valences, est le *principal signataire des données de télédétection* dans le domaine VIS-PIR. Les autres éléments de transition pourront être détectés s'ils sont en proportion anormalement élevée en surface.Quels sont les différents facteurs qui déterminent la position précise des bandes d'absorption sélective ?

III.1.4. Paramètres cristallochimiques influençant la position des bandes d'absorption VIS-PIR

Les paramètres qui déterminent la position des bandes d'absorption VIS-PIR sont ceux qui influent sur l'énergiefE séparant les niveaux de base des électrons des atomes au repos et les niveaux excités par la radiation lumineuse. Ces paramètres sont :

a) *La valence de l'ion* : par exemple Fe^{+2} confère une couleur verte à un matériau qui le contient, traduisant l'existence d'une "fenêtre" de transmission, entre deux bandes d'absorption, vers 500-600 nm. Fe^{3+} donne une couleur rouille, les bandes d'absorption entourant une fenêtre de transmission vers 600-700 nm.

b) *La coordination du cation* : les anions qui entourent un cation de transition déterminent autour de lui un polyèdre de coordination, dont le nombre de sommets, la forme et la symétrie, ainsi que les distances entre le cation central et les anions aux sommets, vont conditionner la position des bandes d'absorption sélective.

c) *La nature des anions* : O_2^{--} et S^{--} sont des anions, des ligands fréquents qui complexent les éléments de transition.

En résumé, tous les paramètres susceptibles de modifier le champ cristallin (voir la théorie du champ cristallin) vont influer sur la position précise des bandes d'absorption dans le domaine VIS-PIR.

III.1.5. Paramètres externes influençant la position des bandes d'absorption

Valence, coordination, symétrie des sites cristallins, distances métal-ligands, nature des ligands sont des *facteurs cristallochimiques* intrinsèques qui sont eux-mêmes soumis aux *conditions thermodynamiques* de formation et d'existence des minéraux constituants les roches et les sols. Par exemple, la valence du fer dans un minéral sera fonction du potentiel d'oxydo-réduction du milieu de formation ou d'évolution du minéral. Autre exemple : une augmentation de température, en augmentant l'amplitude de vibration

des atomes (agitation thermique), provoque un *élargissement* des bandes d'absorption. Elle provoque aussi un accroissement des distances métal-ligand (expansion thermique), donc une diminution de l'énergie du champ cristallin, donc un *déplacement des bandes d'absorption* vers des plus grandes longueurs d'onde. L'augmentation de pression a un effet inverse, par compression des structures cristallines. Ces déplacements de bande d'absorption entraînent donc des modifications de valeur de réflectance diffuse pour une longueur d'onde donnée.

III.1.6. Variabilité des signatures spectrales

A supposer qu'un pixel de la surface terrestre soit minéralogiquement homogène, la signature spectrale VIS-PIR de ce pixel sera donc fonction de la composition chimique des minéraux dominants, y compris et surtout en ce qui concerne ses *teneurs en éléments de transition.* Il suffit, par exemple, de quelques pour cents de Fe^{3+} pour colorer en brun un calcaire normalement blanc : la signature spectrale décelée sera celle du fer trivalent, et non celle du calcaire CO_3Ca.

A la surface de la Terre, la température peut-être considérée comme stable du fait de l'atmosphère. Ce n'est pas le cas sur *d'autres planètes*, où la recherche de signatures spectrales doit tenir compte d'*écarts thermiques* importants.

Sur Terre, les roches en surface sont très altérées, la *couche d'altération*, souvent composée d'oxydes, rendant ces roches opaques aux rayons solaires. Les signatures spectrales ne sont alors pas représentatives de la *roche saine.*

L'action des agents météorologiques a souvent pour conséquence de *décomposer les roches*, de les transformer en sable ou en argile, puis en mélange d'oxydes et d'hydroxydes, tels les latérites. Pour ces dernières, les signatures spectrales sont celles du fer trivalent. *Pour les argiles*, les principales signatures spectrales sont liées à l'existence d'H_2O ou de radicaux hydroxyles OH^- intervenant dans la constitution de leur structure.

Pour les minéraux des argiles, l'absorption est donc très dépendante des fréquences de vibrations moléculaires.

III.2. Absorption optique d'origine moléculaire

Les énergies mises en jeu pour provoquer des vibrations de molécules sont du domaine infrarouge, dont la totalité n'est pas utilisable en télédétection du fait de l'absorption par l'atmosphère.

III.2.1. Domaine 1,3 - 2,5 μm (PIR-MIR).

Aux environs de 1,4 et de 1,9 μm, les vibrations des molécules d'eau rendent l'atmosphère opaque ; une "fenêtre", vers 1,6 μm, reste cependant "ouverte", pour laquelle les minéraux présentent peu d'événements au titre de l'absorption optique.

Par contre, entre 2,0 et 2,5 μm, les vibrations propres des groupements OH^- provoquent l'apparition de bandes d'absorption caractéristiques des

différents types d'argiles. En conséquence, le rapport des réflectances des roches dans le domaine 2,0 -2,5µm à celles du domaine 1,6 µm donnera une idée du *degré d'altération des roches*. Par ailleurs, une télédétection à *haute résolution spectrale* devrait permettre de différencier des types d'argiles, à condition que les pixels soient suffisamment petits (haute résolution spatiale) pour être considérés comme minéralogiquement homogènes.

III.2.2. Domaine 3,0 -> 5,0 µm (MIR)

Dans ce domaine, les vibrations moléculaires dans les matériaux rocheux sont assez uniformément actives, les réflectances des roches sont donc relativement faibles. Les événements détectables sont liés à des *émissions intenses de lumière*, telles que celles produites par des feux de forêts et par des coulées de lave en fusion.

Entre 5,0 et 8 µm, l'atmosphère absorbe totalement le rayonnement solaire.

III.2.3. Domaine 8 - 14 µm (TIR)

Dans le domaine de l'infrarouge thermique, les matériaux minéraux sont capables *d'émettre de l'énergie lumineuse* en restituant la chaleur d'origine solaire qu'ils ont emmagasinée. En particulier, les groupements SiO_4 des silicates, minéraux essentiels de la croûte terrestre, sont soumis à des vibrations d'agitation thermique. Les positions précises des bandes d'absorption qui en résultent dépendent principalement de la distance entre les tétraèdres SiO_4. Par exemple, le maximum d'absorption se trouve à 8,5 µm pour le quartz, à 10 µm pour l'olivine $(Fe, Mg)_2 SiO_4$.

D'un autre côté, l'intensité des bandes dépend de l'aptitude des roches à emmagasiner de la chaleur solaire : capacité thermique, conductibilité, et donc *propriétés physiques en volume*, densité, hygrométrie, porosité. Le domaine TIR permet donc de différencier des roches souvent d'aspect semblable dans le domaine VIS, telles que calcaires, dolomies, roches quartziques, ou encore des roches normalement très sombres, telles que les roches volcaniques ou certains granites. Ce type de télédétection TIR est moins soumise aux conditions de surface que celle pratiquée dans le domaine VIS-PIR.

Là encore la position précise des bandes d'absorption dépend de nombreux paramètres physiques et chimiques, difficiles à séparer quantitativement.

IV. CONCLUSION

En conclusion de cet exposé extrêmement rapide et succinct, on peut dire que, quel que soit le domaine spectral considéré, de nombreux paramètres minéralogiques, cristallochimiques, thermodynamiques et morphologiques contrôlent l'absorption, donc la rétrodiffusion de la lumière solaire par les matériaux minéraux.

Dans la plupart des cas, les pixels observés sont, de surcroît, hétérogènes, composés de plusieurs roches, elles-mêmes constituées de nombreux minéraux, eux-mêmes plus ou moins "colorés" par des éléments de transition

comme constituants secondaires ou même en impuretés. Les signatures spectrales des roches ou des sols résultent donc de la *somme des réflexions optiques élémentaires* des minéraux qui les composent, pondérés par leurs proportions respectives à l'affleurement.

Tout l'art de la télédétection consiste donc à séparer ces différentes signatures spectrales, et à attribuer chacune d'elles à un événement cristallochimique. Encore faut-il que la surface soit représentative de la roche en masse, et peu contaminée par des poussières venant d'autres horizons, par des croûtes d'altération ou des micro-organismes masquant la roche saine.

Face à cette extrême variabilité, la radiométrie acquise par les satellites actuels paraît bien pauvre. Cette pauvreté est compensée par la possibilité de combiner plusieurs domaines spectraux, et surtout par le nombre élevé de pixels contenus dans une image, surtout si la résolution spatiale du capteur est grande : le traitement analytique des signatures spectrales peut alors être conforté par un traitement statistique.

En règle générale, l'identification directe des cibles ne paraît guère possible, à l'exception de celles de grandes étendues homogènes contenant des matériaux bien typés.

Par contre, la différenciation des terrains est réalisable avec un jeu de bandes spectrales adapté à la minéralogie des cibles à détecter, l'idéal étant d'avoir à sa disposition un système satellisé programmable en fonction des sols à discriminer.

Une simulation réalisée en laboratoire à partir de nombreuses données de terrains à haute résolution spectrale montre qu'un jeu d'une douzaine de bandes de 20 nm de large, programmables en longueur d'onde tout le domaine optique (VIS+PIR+MIR+TIR), suffit pour différencier la plupart des terrains.

Des *contrôles au sol*, en quelques points de zone bien contourées par traitement statistique, permettent ensuite d'*identifier les sols*, les roches que l'on a différenciés sur l'image.

En tout état de cause, la *résolution spatiale*, doit-être maintenue aussi *élevée* que possible, de manière à observer des pixels suffisamment homogènes et éviter, au moins pour les roches, des mélanges de signatures spectrales trop complexes pour être séparées.

BIBLIOGRAPHIE DE BASE

BURNS R.G. (1970) - Mineralogical applications of crystal field theory, Cambridge University Press, 224 pages.

HAPKE B. (1981) - Bidirectional reflectance spectroscopy, J. Geophysical Research, 86, Theory (1) et Experiments and Observations (2), pp. 3039-3060.

GERVELLE B. (1989) - SPOT : des yeux braqués sur la Terre, Presses du CNRS, 220 pages, 95 francs.

CLARK R.N. et ROUSH T.L. (1984) - Reflectance spectroscopy : quantitative analysis techniques for Remote Sensing Applications, J. Geophysical Research, 89, pp. 6329-6340.

HUGUENIN R.L. et JONES J.L. (1986) - Intelligent information extraction from reflectance spectra : absorption bands position, J. Geophysical Research, 91, pp. 9585-9598.

HUNT G.R. (1979) - Near infrared (1.3 - 2.4 µm) spectra of alteration minerals. Potential for use in Remote Sensing, Géophysics, 44, pp. 1974-1986.

HUNT G.R., SALISBURY J.W., LENHOFF C.J. (1970-1976). Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks.
I.Silicate minerals, Modern Geology, 1970, vol. 1, p. 283-300.
II.Carbonates, Modern Geology, 1971, vol. 2, p. 23-30.
III.Oxides and hydroxides, Modern Geology, 1971, vol. 2, p. 195-205.
IV.Sulphides and sulphates, Modern Geology, 1971, vol. 3, p. 1-14.
V.Halides, phosphates, arsenates, vanadates and borates, Modern Geology, 1972, vol. 3, p. 121-132.
VIII.Intermediate igneous rocks, Modern Geology, 1973, vol. 4, p. 237-244.
IX.Basic and ultrabasic igneous rocks, Modern Geology, vol. 5, p. 15-22.
XI.Sedimentary rocks, Modern Geology, 1976, vol. 5, p. 211-217.
XII.Metamorphic rocks, Modern Geology, 1976, vol. 5, p. 219-228.

KAHLE A.B. (1980) - Surface thermal properties in Remote Sensing in geology, John Wiley, pp. 257-274.

MENDELL W.W. et MORRIS R.V. (1982) - Band quantification in reflectance spectroscopy, Lunar an Planetary Sciences, XIII, pp. 513-514.

MORRIS R.V., NEELY S.C. et MENDELL W.W. (1982) - Application of Kubelka-Munk theory of diffuse reflectance to geologic problems : the role of scaterring, Geophys. Res. Letters, 9, pp. 113-116.

SIMMONS E.L. (1972) - Relation of the diffuse reflectance remission function to the fundamental optical parameters, Optica Acta, 19, pp. 845-851 Economic Geology (1983) - Numero special télédétection en geologie, volume 218. Satellite Remote Sensing (1984) : Review an Preview, Remote Sensing Society, G.B.. Imaging Spectrometry for Land Applications (1988). ESA publication SP 1101.

BIBLIOGRAPHIE DE L'AUTEUR SUR LE SUJET

CERVELLE B. (1971) - Contribution à l'étude des propriétés optiques des minéraux fortement absorbants.*Bull. Bur. Rech. Geol. Minières*, Section II, *n° 5*, 9-34.

CERVELLE B. , BAHU C. (1974) - Mesure au microscope de la réflectance, diffusée à 45° du faisceau incident, d'une poudre monominérale, en fonction de la taille des grains (entre 80 et 8 µm) et de leur absorption.*C.R. Acad. Sc. Paris, 278*, Série D, 1657-1660.

CERVELLE B. , MALEZIEUX J.M. , CAYE R. (1977) - Expression quantitative de la couleur, liée au spectre de réflectance diffuse, de quelques roches et minéraux. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr., 100*, 185-191.

CERVELLE B.D. , LEVY C. , HENRTN F.M. , SHADLUN T.N. (1978) - Développements récents dans la mesure au microscope des réflectances spectrales des minéraux opaques.Bull. Minéral., 101, 234-244.

CERVELLE B.D . - The reflectance of absorbing anisotropic minerals (1979).*Geological Survey of Ireland*, Special Paper n° 3, 49-58.

DOLLFUS A. , CERVELLE B.D. , HUA C.T. , MANDEVILLE J.C. - Reflectance spectroscopy extended to UV for Terrestrial, Lunar, and Meteoritic samples. *Geochimica et Cosmochimica Acta, 44*, 1293-1310, 1980.

MAQUET M. , CERVELLE B.D. , GOUET G. (1981) - Signatures of Ni^{2+} and Fe^{3+} in the optical spectra of limonitic ore from New Caledonia, *Mineralium Deposita, 16*, 357-373, 1981.

CERVELLE B.D. , MAQUET M. , BOTHORELA. A. (1981) - Signatures spectrales de minerais latéritiques nickelifères. *"Spectral Signatures of Objects in Remote Sensing I"*, 5, 117-124, 1981 (Editions INRA).

CERVELLE B. , CHAYE -D'ALBISSIN M. ,GOUET G. , VISOCEKAS R. (1982) - Absorption Spectra of Crystalline Limestone experimentally deformed and tectonized, *Tectonophysics, 89*, 379-397.

BOTHOREL A. , CERVELLE B. , CHOROWICZ J. , TAMAIN G. , BOUCHET Ph. (1983) - Signatures spectrales et réalités terrain de zones minéralisées au Sud Maroc, *Spectral Signatures of objects in Remote Sensing II, 23*, 101-109, INRA Editeur.

BOTHOREL A. , CERVELLE B. , CHOROWICZ J. , TAMAIN G. , ALEM E. M. (1984) - Spectral signatures (visibles near infrared) of rocks and ores ; application to Remote Sensing of three types of ores bodies from S. Morocco. *Modern Geology, 8*, 277-294.

BOUCHET Ph. , CERVELLE B. , CHOROWICZ J. (1984) - Contribution to spectral signature research on ore bodies found in South Morocco, at three levels of investigation : satellite, ground and laboratory, Remote Sensing for Geological Mapping, *IUGS Publications, 18*, p.251-266.

CERVELLE B. , BOUCHET Ph. , CHOROWICZ J. , TAMAIN G. , ALEM E. M. (1985). Signatures spectrales et cartographie de gisements miniers au Sud du Maroc, *"Spectral Signatures of Objects in Remote Sensing III"*. ESA Editions, SP 247, pp. 475-480.

CERVELLE B. , CHOROWICZ J. , EPIARD-MOREAU L. , RUDANT J.P., BOTHOREL A. (1985) - Evaluation de SPOT pour la cartographie de roches sédimentaires et volcaniques, *"Spectral Signatures of Objects in Remote Sensing III"* ESA Editions, SP 247, pp. 419-424.

CERVELLE B. , CHOROWICZ J. (1986). La télédétection des ressources minérales. *La Recherche, n° 174*, pp. 152-161.

CERVELLE B. (1986) - Aspects spectrométriques de la télédétection électromagnétique (visible, infrarouge proche et thermique et hyperfréquence radar), *"Méhodes Spectroscopiques appliquées aux minéraux"*. Editions S.F.M.C., vol. 2, pages 617-648.

CERVELLE B. , CHOROWICZ J. , RUDANT J.P. , TAMAIN G. , ALEM E.M. , BEKKALI E.M. (1987) - Evaluation des données SPOT-1 pour l'activité minière : exemple de la mine d'argent d'Imiter, Maroc. *"SPOT 1 : Image Utilization, Assessment, Results"*, Cepadues-Editions, CNES, pp. 743-748.

RUDANT J. P. , CERVELLE B. , CHOROWICZ J. ,LOUAHALA S. et al. (1988) - Evaluation des données VARAN en géologie et en géomorphologie sur le Sud-Est de la France, *"Spectral Signatures of Objects in Remote Sensing IV"* ESA SP 287, pp. 47-50.

LOUAHALA S. , CERVELLE B. , CHOROWICZ J. , RUDANT J.P. , SCANVIC J.Y. (1988) - Intérêt de la radiométrie à haute résolution spatiale pour la cartographie en région méditerranéenne, *"Spectral Signatures of Objects in Remote Sensing IV"*, ESA SP 287, pp. 311-314.

RIAZANOFF S. , CERVELLE B. , CHOROWICZ J. (1988) - Ridge and valley line extraction from digital terrain models, *Int. J. Remote Sensing, 9*, pp. 1175-1183.

CERVELLE B. , CHOROWICZ J. , RUDANT J.P. , TAMAIN G. , ALEM E.M. (1988) - Caractérisation des roches par spectrométrie de terrain à Haute Résolution Spectrale visible et IR proche. *"Spectral Signatures of Objects in Remote Sensing IV"*, ESA SP 287, pp. 319-322.

EMRAN A. , CHOROWICZ J. , CERVELLE B. , LYBERIS N. , TAMAIN G. , ALEM E.M. (1988) - Cartographie géologique et analyse de la fracturation du Sud de l'Anti-Atlas central (Maroc) à partir d'une image Landsat MSS, *Photo Interprétation, 1988-2*, pp. 1-10.